

# Descubrimiento de helvina y manganochamosita en la Sierra de Madrid.

Por A. NAVARRO y O. PUCHE (\*)

## RESUMEN

El hallazgo de helvina, prácticamente no sustituida por Fe y Zn, en una pegmatita intragranítica típica, asociada a otras especies con elevado contenido en manganeso como granates espessartínicos y chamosita manganesífera, muestra que estamos en una zona con elevado fondo geoquímico de Mn, necesario para la formación de este mineral. Se deduce que la helvina se generó en una etapa neumatolítica. Se describen también el resto de los minerales encontrados en las pegmatitas cercanas a la zona del hallazgo.

*Palabras clave:* Helvina, Chamosita, Pegmatita, Spanish Central Sistema.

## ABSTRACT

The find of helvite with very little contents in Fe and Zn, in a typical intragranitic pegmatite, and associated with others manganese containing minerals, such as espessartine garnets and manganoanchamosite, show the high environmental content in Mn necessary for the helvite formation. The formation of helvite in a pneumatolitic stage are inferred. Other minerals found in the pegmatites near to the helvite find are also described.

*Key words:* Helvite, Chamosite, Pegmatite, Spanish Central Sistema.

## 1. INTRODUCCION

La construcción de la autopista Madrid-Burgos nos ha dado secciones frescas de roca, con la apertura ocasional de geodas, donde es posible reconocer más fácilmente la mineralogía de los terrenos por los que transcurre. Gracias a ello hemos descubierto un mineral raro a nivel mundial, y particularmente en España, se trata de la helvina, hasta ahora sólo citada en los siguientes casos: grano de 1x0.5 cm perteneciente a la colección Melgar, procedente de Picos de Europa (GALAN y MIRETE, 1979) y algún ejemplar extraído de la Mina Barilongo, en Sta. Comba, La Coruña, junto con wolframita y casiterita (DEL VALLE y GONZALEZ, 1984).

Según la revista Bocamina, V.O (1994), en la Sierra de La Cabrera, Madrid, se han registrado ya unas cincuenta especies distintas, algunas anecdóticas y otras de extrema rareza. A través de ella hemos dado una somera noticia de su hallazgo.

Este mineral aparece habitualmente ligado a pegmatitas graníticas y sieníticas, así como a rocas del metamorfismo de contacto. En nuestro caso la helvina se presenta como mineral accesorio en una pegmatita intragranítica.

## 2. GEOLOGIA

La mineralización a estudio se sitúa al NE. de La Cabrera (Madrid), casi justo en lo alto de un pequeño puerto que forma la Nacional I, en el

(\*) E.T.S.I. Minas Madrid.



Kilómetro 60,7 y a la derecha según se mira al N; sus coordenadas U.T.M. son:  $x = 449.4$ ,  $y = 4525.4$  (fig. 1).



Figura 1.

Estamos en una zona petrológicamente compleja. Se trata de un macizo de granitoides muy heterogéneos, con variaciones composicionales y de tamaño de grano importantes en un espacio reducido. Estas rocas forman una intrusión en los ortoneises y metasedimentos que constituyen el conjunto de rocas metamórficas regionales del entorno, con una aureola de contacto bastante neta, debido al carácter tardihercínico de las rocas ígneas. En este conjunto ígneo está claro un proceso de cristalización fraccionada, así como fenómenos de diferenciación. Es probable que durante las últimas fases de la consolidación magmática se produjese una saturación en volátiles, generándose la precipitación en los huecos, formándose grandes cristales. A veces el contacto entre las pegmatitas y la roca encajante es neto, mientras que en casos lo es algo menos.

En la trinchera de la carretera se encuentran granitos de grano medio y fino, que en ocasiones se torna grueso por medio de rellenos o diferenciados pegmatíticos. Son frecuentes las estructuras en bandeado composicionales, que le dan un aspecto arterítico. La presencia de xenolitos es escasa. Estos suelen ser de color gris oscuro, microgranudos y de tamaño centimétrico a decimétrico.

El batolito de La Cabrera-Bustarviejo ha sido objeto de numerosos estudios de tipo geológico y mineralógico. La presencia de varias canteras de granito, que producen continuos afloramientos frescos, la cercanía a Madrid, así como la notable de algunos ejemplares (como las famosas maclas de Baveno de Bustarviejo) son factores que motivan los estudios en la zona. Nosotros centraremos el trabajo en el análisis de las pegmatitas intragraníticas que aparecen en un radio de unos veinte metros alrededor del lugar donde apareció la helvina. En las pegmatitas estudiadas son frecuentes los rellenos de cavidades miarolíticas de tamaños muy variables, desde centímetros a uno o dos metros. Aunque también aparecen vetas, a modo de rellenos de fisuras de varios metros de recorrido, y espesor cercano al decímetro. La geoda donde apareció la helvina que tenía un tamaño algo mayor que las de su entorno, presentaba un hueco de aproximadamente un decímetro, dentro de una veta que fue explorada en detalle a lo largo de cuatro metros.

### 3. MINERALOGIA DE LAS PEGMATITAS

#### 3.1. Análisis petrográfico

La observación de la pragénesis de estas rocas se ha realizado a través del reconocimiento de "visu" (en su caso con la ayuda del estereomicroscopio), el análisis petrográfico de láminas delgadas y otros medios instrumentales.

En los granitos se observan cuarzo, feldespato potásico (microclino-ortosa), plagioclasas, y biotitas. Los microclinos se muestran pertitizados; la biotita se encuentra muy alterada a clorita, y a las plagioclasas aparecen a veces sericitizadas.

En el contacto granito biotítico-pegmatita se suele producir un tránsito, con un incremento rápido y progresivo del tamaño de grano. Es frecuente la formación de un bandeado oscuro debido al aumento en la concentración de biotita. Otras veces el bandeado es tan fino que casi no se observa. Tras esta zona aparecen gruesos cristales de feldespato potásico, en casos con grandes hojas de biotita (de hasta 3 cm) esta-



dísticamente orientadas de forma ortogonal al contacto y formando un hábito reticulado.

En las pegmatitas la mineralogía observada por orden de contenido aproximadamente decreciente, es la siguiente: feldespato potásico (microclino), albita, cuarzo, biotita, moscovita, granates, sulfuros, óxidos y otros minerales tardíos, entre los que destaca una gran cantidad de laumontita. Las biotitas suelen aparecer frescas, y tenemos procesos de albitización en los microclinos.

En la parte más interna de la cavidad, se presentan los cuarzos rellenando los espacios dejados por los feldespatos y las plagioclasas. Los granates aparecen tanto en los microgranitos como en las pegmatitas. En las partes más internas, si el espacio lo ha permitido, hay grandes cristales de cuarzo, feldespato potásico, albita, cloritas, granates y micas, que se alternan con otros de naturaleza posterior, tales como prehnita, calcita, ceolitas, etc.

### 3.2 Análisis instrumental

Para la caracterización se ha utilizado los siguientes medios instrumentales:

a) Microanalizador de energías dispersivas Kevex Analyst 8000, acoplado a un microscopio electrónico de barrido Hitachi S-570. En adelante lo referiremos como EDAX-SEM.

b) Difractómetro de rayos X de polvo microcristalino Philips 1704, empleando radiación  $K\alpha$  del cobre,  $\lambda=1.54 \text{ \AA}$ . En adelante lo referiremos como DRX.

c) Espectrómetro de fluorescencia de rayos X Philips, modelo 1404, con tubo de escandio-molibdeno y cristales monocromadores LiF (220) y LiF (200).

d) Espectrómetro Mossbauer de transmisión a temperatura ambiente operando con aceleración constante, equipado con una fuente de  $^{57}\text{Co}$  en matriz de Rh. El espectro experimental se ajustó a una suma de curvas lorentzianas mediante un programa de cálculo con las restricciones de igual anchura e igual área de lorentziana para las dos líneas de un doblete.

### 3.3. Minerales

A continuación se exponen los minerales encontrados ordenados según el momento aproximado en que se formaron.

#### 3.3.1. Cuarzo. $\text{SiO}_2$

Los cristales de cuarzo de las pegmatitas, de hasta cinco centímetros, tienen un tono ligeramente ahumado, rellenan los huecos dejados por los feldespatos, y cuando quedan superficies libres se desarrolla el prisma y su terminación romboédrica. Hemos observado varios casos de epitaxia de los cuarzos en los feldespatos. Mucho más frecuentes aun son los intercrecimientos simplectíticos gráficos entre estos dos minerales.

Como anécdota reseñar el haber encontrado unos curiosos agregados de forma hemisférica y tamaño de hasta 3 cm formados por pequeños granos de cuarzo, en los que la DRX muestra la presencia de moscovita y granate minoritarios. El conjunto tiene un color rosado, y cuando estas bolas tienen una zona de libre crecimiento, aparecen cristales de granate de 1 mm o menores. La presencia de Mn a nivel de trazas, encontrada mediante EDAX-SEM, puede explicarse por intercrecimiento de granate.

#### 3.3.2. Microclino. $K(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$

El feldespato potásico es el principal componente de las pegmatitas, dando a estas rocas un tono blanquecino, a veces ligeramente amarillento. El análisis químico por EDAX-SEM muestra Na a nivel de trazas.

Hemos recogido grandes cristales idiomorfos, de hasta 6 cm, en su mayoría poco coherentes, que se deshacen con facilidad según los planos de cruce. La forma de todos ellos es una de las típicas de los feldespatos potásicos: combinación del prisma, del pinacoide básico, el clinopinacoide y el ortodomo. Son muy frecuentes los intercrecimientos gráficos con cuarzo y albita.

Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) en las pegmatitas de la zona de La Cabrera la triclinalidad oscila entre 0,85 y 0,69 lo que indica temperaturas de formación relativamente bajas.

### 3.3.3. Plagioclasas: Albita. $\text{Na (AlSi}_3\text{O}_8)$

Las plagioclasas son minerales principales en las pegmatitas, aunque se presentan también como resultado de la pertitzación de los microclinos. Asimismo, se observan texturas mirmequíticas por intercrecimiento de cristales de cuarzo y plagioclasa.

Se encontró albita que se mostraba como asociaciones paralelas de prismas milimétricos, sobre cuarzos y feldespato potásico. También se observaron fenómenos de epitaxia con crecimientos orientados de plagioclasa en el feldespato potásico. En un caso los cristales epitaxiales de 5 mm eran transparentes.

Los análisis mediante EDAX-SEM muestran la presencia de Ca minoritario, posiblemente debido a impurezas no eliminadas de la laumontita que tapizaba interiormente casi todo el hueco de la pegmatita.

### 3.3.4. Biotita. $\text{K (Mg,Fe}^{2+})_3 (\text{Al,Fe}^{3+}) \text{Si}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$

La biotita es la mica mayoritaria en las pegmatitas y en los granitos colindantes. Aparece más hacia el contacto que en las superficies libres de las cavidades. A veces están cloritizadas y/u oxidadas.

Según BELLIDO, F. et al. (1983) las biotitas de la zona son pobres en Mg y ricas en Mn, con una relación Mn/Fe+Mn mucho más alta que la de los granitos en relación. Esto concuerda con la mayor presencia de este elemento en otros minerales, que hemos encontrado.

### 3.3.5. Granates: Almandino-Espesartina. $(\text{Fe,Mn})_3\text{Al}_2 (\text{SiO}_4)_3$

Hay abundantes granates, generalmente de pequeño tamaño, submilimétricos, y oxidados, en los microgranitos del encajante. En algún caso, presentan mayor concentración en el contacto granito-pegmatita. En las pegmatitas son más escasos en número, apareciendo aislados, sobre cuarzo y feldespato potásico, generalmente en las partes libres, aunque también forma crecimientos simplectíticos con estos minerales, pero su tamaño es mayor, hasta cen-

tímetro. El color suele ser granate típico y su cristalización mayoritaria la rombododecaédrica.

El análisis mediante EDAX-SEM muestra una relación Fe/Mn cercana a la unidad, además de Ca y K minoritarios. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986), los granates de la zona contienen Mn, correspondiendo a términos intermedios entre almandino y espesartina, con un contenido espesartínico de un 48% a un 73%.

### 3.3.6. Turmalina. (Variedad chorlo) $\text{NaFe}^{2+}_3 (\text{Al,Fe}^{3+})_6 (\text{BO}_3)_3 \text{Si}_6\text{O}_{18} (\text{OH})_4$

Sólo hemos encontrado en la superficie libre de una geoda un agregado de aspecto granudo-microprismático debido al astillamiento de pequeños prismas. Su color es negro y brillo vítreo. La DRX demuestra que se trata de turmalina; en los análisis por EDAX-SEM se encontró, Si, Al y Fe como elementos mayoritarios y Ca minoritario.

### 3.3.7. Moscovita. $\text{KAl}_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10} ((\text{OH}), \text{F})]$

Se ha encontrado moscovita de forma esporádica. Generalmente en rosetas de cristales milimétricos incoloros, que se desarrollan en la cara libre de las geodas. La mayor concentración apareció en relación con los cristales de helvina y mispíquel lo que nos permite determinar la fase de formación de estos últimos.

Otra forma en la que aparece es a modo de glóbulos submilimétricos, formados por hojitas, de color claro, que tapizan los cristales de las geodas. Como ya se citó también aparecen entremezclados con cuarzo granudo y granate. El análisis mediante EDAX-SEM muestra la presencia de K mayoritario, y Fe minoritario.

### 3.3.8. Helvina. $\text{Mn}_4\text{Be}_3 (\text{SiO}_4)_3 \text{S}$

El ejemplar encontrado tiene un tamaño de 11x8x4 mm (fig. 2). Consiste en una asociación regular de cristales de hábito octaédrico (combinación del tetraedro positivo y negativo con similar desarrollo) con desarrollo del tritetraedro en las caras que tienen una misma orienta-





Figura 2. En el centro cristales de helvina, abajo a la izquierda cristal de arsenopirita. También se aprecian cuarzo, moscovita y otros minerales.

ción. También hay un cristal tetraédrico. El color es amarillo, naranja o acaramelado y brillo resinoso. Se encuentra asociado a un bello cristal de arsenopirita, a varios de cuarzo y moscovita en rosetas. En la geoda pegmatítica donde se encontró este ejemplar la pasta de cristales está formada mayoritariamente por un crecimiento gráfico de plagioclasa y cuarzo, así como microclino en menor cantidad. En cambio los idiocristales que se desarrollan en el hueco de la geoda son de microclino mayoritariamente.

Ha sido caracterizada por DRX. En los análisis semicuantitativos realizados mediante EDAX-SEM, además de Mn, Si y S mayoritarios, se encontró un contenido de FeO cercano al 2%, así como ZnO y CaO cercanos al 1%; recordemos que los análisis con este método, si no se hace un calibrado previo con idéntico mineral, son sólo orientativos. Los elementos de número atómico menor que 11 (en nuestro caso el Be) no son detectados mediante EDAX-SEM. La pequeña cantidad encontrada de Fe y Zn muestra que se trata de un término bastante puro.

### 3.3.9. Sulfuros

Se encontraron sulfuros dispersos en varios lugares; la mayor concentración es una masa de unos 100 gramos de sulfuros parcialmente oxidada. Los cristales están entremezclados no

teniendo terminación aparente, pero mostrando el color gris, brillo y dureza típicas del mispikel. Se determinó la densidad utilizando para ello un picnómetro, resultando  $5.88 \text{ g cm}^{-3}$ ; la correspondiente a la arsenopirita varía entre 5.9 y  $6.2 \text{ g cm}^{-3}$ .

Los resultados del análisis mediante EDAX-SEM demuestran la falta de homogeneidad de la muestra. En varios fragmentos se encontró la composición correspondiente al mispikel, junto con impurezas de Ca, Si y K perfectamente justificables por la contaminación del espécimen con algún silicato. En un ejemplar se encontró un contenido próximo al 20% de plomo, no realizamos DRX del mismo, por lo reducido de su tamaño, y por ello no hemos hecho ninguna adscripción al existir un elevado número de sulfoarseniuros de plomo. En otro fragmento mucho más oxidado se encontró Fe, S, As, Si, Mg y Ca como elementos mayoritarios, estos tres últimos posiblemente pertenecientes a un silicato, y K, As y Cu como elementos minoritarios.

El único cristal de mispikel terminado se encontró junto con la helvina. Tiene un tamaño de  $9 \times 3 \times 1 \text{ mm}$ , forma general tabular. La adscripción que hemos realizado mediante el simple reconocimiento "de visu" es: prisma (110), braquidomos (014), macropinacoide (100) y pinacoide basal (001).

### 3.3.10. Cloritas

Se encontraron unas cloritas muy oscuras, casi negras, a simple vista, aunque debido al tamaño microscópico de los cristales se muestran verdes bajo la lupa binocular. Aparecen en agregados de hábito verrugoso, de hasta 7 mm, que se disponen sobre cristales de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa (fig. 3). Se suele presentar en forma de agregados en libro (fig. 4) o toroidales. También se encuentran dispersas en la masa pegmatítica en forma de laminillas.

El análisis petrográfico permite caracterizar una clorita con pequeños recrecimientos de sericita, a veces formando rosetas, conteniendo asimismo circón y esfena de accesorios. La paragénesis clorita-sericita es de origen secundario y





Figura 3. Crecimientos epitaxiales de cuarzo sobre feldespato potásico. En negro agregados verrugosos de chamosita.

corresponde a la alteración hidrotermal de la biotita. El titanio de la biotita no entra en la red estructural de la clorita por lo que aparece la esfena. Los circones, con sus halos de descomposición radioactiva característica, son minerales heredados de las biotitas. Las propiedades ópticas caracterizan una clorita, pero muy anómala, ya que muestra un vivo pleocroismo y birrefringencia alta. Según DEER, W.A. et al. (1992) el hierro en exceso respecto al magnesio es el responsable de estas anomalías.

La DRX mostró que se trata de una clorita ligeramente impurificada con moscovita (sericita), que según las intensidades relativas de los picos correspondientes a las reflexiones  $h0l$  corresponde al tipo estructural IIb (BAILEY, S. W., 1988). La composición química se determinó utilizando fluorescencia de rayos X y espectrometría Mossbauer, determinándose el contenido en agua por pérdida de masa por calcinación. Los parámetros encontrados por espectrometría Mossbauer corresponde a los de una clorita típica; se realizó un ajuste a dos especies encontrando un contenido  $Fe^{2+}$  83%,  $Fe^{3+}$  17%. El análisis por fluorescencia de rayos X, conjugado con los datos anteriores, ofreció los siguientes resultados:  $SiO_2$  26.19%,  $TiO_2$  0.02%,  $Al_2O_3$  22.41%,  $Fe_2O_3$  6.48%,  $FeO$  28.5%,  $MnO$  4.01%,  $CaO$  0.22%,  $MgO$  0.44%,  $K_2O$  0.91%, y  $Na_2O$ ,  $Cr_2O_3$  y  $V_2O_5$  inferiores al límite de detección. Para ajustar la fórmula se supuso que todo el potasio pertenecía a la sericita, de fórmula  $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$ , que



Figura 4. Chamosita. (Foto M.e.b.)

estaría presente en un 7.7% en masa. El resto corresponde a una clorita de composición  $(Fe^{2+}_{5.80}Al_{3.08}Fe^{3+}_{1.18}Mn_{0.82}Mg_{0.16}Ca_{0.03}\square_{0.88})[(Si_{5.52}Al_{2.48})O_{20}](OH)_{16}$ . Esta fórmula se ha ajustado para que la suma del oxígeno de todos los óxidos exceptuando el agua sea 28. Debido al elevado contenido de Al y  $Fe^{3+}$  en posiciones octaédricas deben de existir vacantes catiónicas que compensen la carga; el número de estas vacantes se ha calculado por la expresión:

$$\square = [R^{3+}(VI) - R^+(VI) - R^{3+}(IV)] * 0.5$$

en la que  $\square$  representa el número de vacantes catiónicas,  $R^{3+}(VI)$  la suma de cationes trivalentes con coordinación octaédrica,  $R^+(VI)$  los



cationes monovalentes con coordinación octaédrica y  $R^{3+}$  (IV) los cationes trivalentes con coordinación tetraédrica.

Utilizando la clasificación recomendada por el "Nomenclature Committee of AIEPA", recogida en la revisión de BAILEY, S. W. (1988) esta composición corresponde a una manganochamosita-IIb. Actualmente se denominan de forma genérica chamositas a las cloritas en las que el hierro es el principal catión octaédrico. Esta clasificación no se enfrenta de forma rotunda a nomenclaturas anteriores como la de HEY, M. H. (1950) por cuya aplicación, dentro de las cloritas oxidadas, estaríamos en el límite entre Turingita y Chamosita.

### 3.3.11. Epidota. $Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$

En este lugar son raros los prismas verde pistacho de epidota, aunque no ocurre lo mismo en el entorno, donde aparece con otros silicatos cálcicos de origen hidrotermal.

### 3.3.12. Prehnita. $Ca_2Al(OH)_2AlSi_3O_{10}$

Como es conocido, prehnita y minerales de la familia de la epidota se conjugan en una génesis conjunta. Se consideran productos de la actividad hidrotermal de alta temperatura más que de la alteración de las plagioclasas.

La prehnita, caracterizada mediante DRX, aparece recubriendo cristales de cuarzo y feldespatos en el núcleo de las cavidades. No se encontraron buenas cristalizaciones, siendo frecuentes los agregados globulares de hasta dos cm. Su color es verde muy claro y el brillo vítreo algo resinoso.

No se ha encontrado ningún elemento extraño mediante análisis por EDAX-SEM, lo que concuerda por la escasez de hierro que cabría deducirse del color verde manzana tan claro. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) la relación  $Fe/Al+Fe$  es muy baja en las prehnitas de la zona, con lo que se estaría ante una prehnita aluminica ideal.

### 3.3.13. Calcita. $CaCO_3$

Recubre a otros minerales (feldespato, cuarzo y granates, prehnita, etc.) en la cara libre de las geodas. Su génesis es por lo tanto de una etapa hidrotermal tardía. El color es crema claro, y el brillo vítreo-perlado. Se ha observado un cristal de 1 cm con terminaciones correspondientes a la combinación del pinacoide basal con romboedros obtusos y agudos. Por el análisis mediante EDAX-SEM no se encontró ninguna impureza.

### 3.3.14. Laumontita. $Ca(Al_2Si_4O_{12}) \cdot 4H_2O$

Se encontró tapizando la mayor parte de la superficie libre de la geoda que contenía la helvina, por lo que allí es el cuarto mineral en cuanto a cantidad encontrado. Los cristales prismáticos monoclinicos tienen un tamaño inferior al centímetro, y recubren el cuarzo y feldespato, formando placas drusoides de unos 3 mm de espesor que se desprenden con facilidad de los idiocristales de cuarzo y feldespato, aunque también aparece en masas intersticiales. Esta especie enseguida se deshidrata, exfoliándose con facilidad en placas tabulares o en masas pulverulentas. El color es blanco, brillo nacarado-sedoso intenso, baja dureza y tacto suave. En ocasiones tenía un tono rojizo tenue tal vez debido a impurezas de hierro en sus planos de cruce. Además de su inconfundible aspecto, fue caracterizada mediante DRX.

La formación de las zeolitas, tales como laumontita, chabasita y estilbita, así como otros minerales, como la calcita o la apofilita, es posterior a la fase de formación de la prehnita.

### 3.3.15. Chabasita. $Ca(Al_2Si_4O_{12}) \cdot 6H_2O$

Sólo hemos encontrado un pequeño cristal sub-milimétrico, de morfología pseudocúbica y color anaranjado que pudiera ser chabasita. Apareció asociado a otras zeolitas. El análisis que hemos realizado mediante EDAX-SEM nos muestra pequeños contenidos en Fe y Mn.

3.3.16. Estilbita. Ca (Al<sub>2</sub>Si<sub>7</sub>O<sub>18</sub>)

La estilbita del lugar se muestra como un producto de génesis tardía sobre cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y asociada a otras zeolitas. Su hábito es de agregados en gavillas de finos cristales monoclinicos milimétricos. Su color es blanco, brillo sedoso poco intenso, al contrario de otros ejemplares de la zona con brillo vítreo intenso, y es soluble en ácido clorhídico 1: 5.

3.3.17. Óxidos

Se han encontrado óxidos de hierro y manganeso acompañando a los sulfuros anteriormente descritos, así como separados de éstos formando pátinas, impregnaciones y dendritas, en este último caso, de un óxido negro de hierro y manganeso.

4. DISCUSION

El berilio es un elemento litófilo y debido al pequeño tamaño de sus iones, se presenta en disoluciones residuales pegmatítico-neumatolíticas. Cuando estas disoluciones actúan sobre rocas carbonatadas tenemos criaderos metasomáticos. El berilio es un constituyente fundamental de unos 40 minerales, pudiendo aparecer ocasionalmente en otros 50. Sin embargo lo más frecuente sería la formación de berilio. HOLSER W. T. (1953) indica que el berilio se forma en rocas ricas en aluminio, mientras que la helvina se deposita en rocas pobres en este elemento. En el entorno hay otros minerales de berilio como la bavenita, de formación algo posterior, que según GONZALEZ DEL TANAGO J. et al. (1986) se muestra en agregados fibrosoradiados de color blanquecino.

Es frecuente la relación entre la helvina y otros minerales de manganeso. BELLIDO F. et al. (1983) pusieron en evidencia la presencia en la zona, pero restringida sólo a algunas pegmatitas, de micas lepidolíticas ricas en hierro y manganeso. Está claro que existen, en las pegmatitas

del entorno numerosos minerales con contenidos elevados de Mn: granates espesartínicos, biotitas, óxidos dendríticos, cloritas y lepidolitas, e incluso zeolitas. Según DEER, W. A. et al. (1963), la presencia de helvina junto a espesartina ha sido puesta en evidencia, por HOSLER, W.T., en las Montañas Vitorio, Luna County (Nuevo México); la mineralización se presenta en calcosilicatos granudos, así como en pegmatitas asociadas. También señalan la unión helvina-espesartina en unas pegmatitas de las cercanías de Salidsbury, en Rhodesia, estudiadas por VON KNORRING, O. Asimismo, los autores anteriores, en su descripción de yacimientos, acumulan otras citas donde la helvina se asocia a distintos minerales de manganeso. Así de HEWETT, D. F., recogen el dato de la paragénesis de este mineral con sulfuros sobre rodonita y rodocrosita, en Butte (Montana). De igual forma, de NEWMAN, H., enuncian la presencia, en la zona de Oslo, de tetraedros de helvina hallados en una cavidad de nordmarkita, variedad de estauroлита de color pardo rojizo que puede llegar a contener hasta un 11% de Mn<sub>2</sub>O. Por último, de YOSHINAGA, M., indican el registro de helvina en yacimientos metasomáticos de manganeso, en la Mina Yagisawa, de la Prefectura de Nagano, Japón.

La asociación con moscovita, presente en nuestro yacimiento, se da, al menos, en las minas de mica de Amelia Courthouse (Virginia), según cita BETEJTIN, A. (1977).

En la tabla 1 se resumen los análisis, dados por algunos autores, de helvinas de distintos yacimientos.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	33.62	32.35	31.54	31.42	32.49
BeO	12.88	13.75	13.60	10.97	13.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.21	0.37	0.37	0.36	0.77
FeO	2.24	16.35	18.02	2.99	15.12
MnO	45.46	28.99	26.51	40.56	35.41
ZnO	1.20	4.88	5.61	---	---
MgO	tr.	0.00	0.00	---	---
CaO	0.30	0.23	1.62	---	---
S	5.64	5.50	5.34	4.90	5.77
H <sub>2</sub> O	0.02	0.17	0.06	---	---
Total	102.83	102.55	102.68	99.79	103.08

Los análisis 1 (Casa Ventura, Rhodesia), 2 (Iron Mountain, Nuevo México) y 3 (Discovery Gulch, Nuevo México) están tomados de DEER, W. A. (1963) y los análisis 4 (Amelia Court, Virginia) y 5 (Montes Ilmen Rusia) son de IDDINGS, J. P. (1911).

Como vemos todos ellos contienen FeO en cantidad superior al 2.2% y los tres minerales en que fue analizado el ZnO está en cantidad mayor del 1%. La composición es muy variable debido al isomorfismo de los tres minerales del subgrupo de la helvina. Según POVARENYYKH, A. S. (1972) en la genthelvita el Fe < 12% y Mn <10%; en la danalita Zn < 18%, Mn < 11.5%; y en la helvina Fe < 18% y Zn < 17%.; pudiendo estos minerales llegar a contenidos de Mg y Ca del 2-3%. Los análisis realizados en nuestro yacimiento corresponden a un término manganesífero, prácticamente no sustituido, lo que es poco habitual.

De la anterior exposición podemos concluir que la helvina, moscovita y mispiquel, se formarían, junto a la turmalina y los granates de mayor tamaño, en una etapa pneumatolítica con temperatura cercana a los 500º C. La concentración en Mn es debido al enriquecimiento en los residuos magmáticos, en un medio anormalmente alto en manganeso.

En nuestra zona se aprecian una serie de procesos evolutivos postpegmatíticos: se trata de una fase pneumatolítica, en la que se formaría la helvina, y dos fases hidrotermales principales con reemplazamientos minerales. Según GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986) en la fase hidrotermal de mayor temperatura tenemos la formación de clinozoisita-prehnita-axinita: "en la cual, frente a la llegada de fluidos hidrotermales de temperatura alta-media, se producen hidrólisis y reajustes en la mineralogía original, formándose además de los nuevos minerales ya citados otros como albita, calcita, clorita, etc.", aunque estos autores indican la formación de parte de la clorita en la etapa pneumatolítica. BAILEY, S.W. y BROWN, B. E. (1962) relacionaron el ambiente de formación con los tipos de estructura de la clorita. Cada politipo aparece de acuerdo con la energía presente en el medio. Según estos autores, en zonas de metamorfismo regional y en yacimientos minerales de media-alta temperatura aparecen casi exclusiva-

mente cloritas de tipo IIb, lo que concuerda con las características de nuestra mineralización. Los otros tipos de clorita estarían presentes en paragénesis de baja temperatura, ya que aunque el tipo IIb es el más estable, a baja temperatura se forman metaestablemente los otros tipos. Se han propuesto diferentes correlaciones entre la temperatura de formación y diversas variables relacionadas con la composición, como son : relación Fe/ (Fe+Mg), Al tetraédrico, vacantes octaédricas, y Fe tetraédrico. Desgraciadamente no hay unanimidad de criterios a la hora de establecer conclusiones de carácter general.

DEER, W.A. et al. (1962) dan una tabla con 39 análisis de otras tantas cloritas de todo el mundo; si exceptuamos tres casos con contenidos en MnO de 33.83%, 38.93% y 8.24% correspondientes los dos primeros a cloritas de Mn, gonyerita y pennantita respectivamente, y el tercero a un clinocloro, todos los demás tienen un contenido en MnO inferior al aquí encontrado, lo que pone en evidencia el elevado aporte geoquímico de Mn de esta chamosita, lo que también coincide con el elevado contenido en Mn de la helvina. Esta coincidencia nos hace sospechar que también la manganochamosita podría haberse originado en la misma fase que la helvina.

5. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a FRANCISCO PIÑA, las fotos de los minerales; a la Dra. MERCEDES GRACIA, colaboradora Científica del C.S.I.C. los análisis de Mossbauer; al Laboratorio centralizado de la E.T.S.I. de Minas por los análisis de DRX, EDAX-SEM y fluorescencia de rayos-X. Asimismo a los profesores RICARDO CASTROVIEJO, MARIA TERESA GONZALEZ y LAUREANO CANOIRA por los comentarios realizados.

REFERENCIAS

ANONIMO (1994): Bustarviejo, variedad en las pegmatitas. *Bocamina*, 0, 25-26.  
ANONIMO (1994): Hoja 19-19 (484), Buitrago del Lozoya, E. 1:50.000. Cartografía Militar de España.



- BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: structures and crystal chemistry. *Reviews in Mineralogy*, 19, 347-398. Min. Soc. Am.
- BAILEY, S. W. y BROWN, B. E. (1962): Chlorite polytypism: I. Regular and semirandom one-layer structures. *Am. Mineralogist.*, 47, 819-850.
- BELIDO, F. et al. (1983): Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el plutón de La Cabrera. *Bol. Geol. y Min.*, XCIV-VI, 530-537.
- BELLIDO, F. et al. (1991): *Memoria de la hoja geológica 484/1919, Buitrago de Lozoya, E. 1:50000*. Ser. MAGNA. Ed. I.T.G.E. Madrid.
- BETEJTIN, A. (1977): *Curso de Mineralogía*. Ed. Mir. Moscú. pp. 657-658.
- DEER, W. A. et al. (1962): *Rock-Forming Minerals*, V. 3. *Sheet Silicates*. pp. 131-163. Ed. Longman. Londres.
- DEER, W. A. et al. (1963): *Rock Forming Minerals*, V. 4. *Framework Silicates*. pp. 240-291 y 303-309. Ed. Longman. Londres.
- DEER, W. A. et al. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. Ed. Longman Scientific & Technological. Hong-Kong.
- GALAN, E. y MIRETE, S. (1979): *Introducción a los minerales de España*. I.G.M.E. Madrid. pp. 253 y 266-267.
- GARCIA GUINEA, J. et al. (1982): La prehnita de La Cabrera (Madrid). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 5.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. et al. (1986): Mineralogía y evolución de las pegmatitas graníticas de La Cabrera (Sistema Central Español). *Bol. Geol. y Min.*, XCVII-I, 103-121.
- HOLSER, W. T. (1953): Beryllium minerals in the Vitorio Mountains, Luna Country, New Mexico. *Am. Min.* V. 38, pp. 599.
- IDDINGS, J. P. (1911): *Rock Minerals. Their chemical and physical characters and their determination in thin sections*. Eds. John Wiley & Sons. Nueva York y Chapman & Hall. Londres. pp. 434-435.
- POVARENENYKH, A. S. (1972): *Crystal Chemical Classification of Minerals*. V. 1. Plenum Press. Nueva York-Londres. pp. 360-361.
- DEL VALLE, A. y GONZALEZ, V. (1984). *Guía de los minerales de España. Tomo IV: silicatos y apéndices*. Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Valladolid.

Original recibido: Enero de 1995.

Original aceptado: Marzo de 1995.